

陈子健,李江波,李禧亮,等,2023. 冬奥张家口赛区一次冷池过程的观测分析[J]. 气象,49(6):708-720. Chen Z J, Li J B, Li X L, et al, 2023. Observation and analysis of a cold-air-pool process in Zhangjiakou Area for Winter Olympic Games[J]. Meteor Mon, 49(6):708-720(in Chinese).

冬奥张家口赛区一次冷池过程的观测分析*

陈子健¹ 李江波¹ 李禧亮² 田志广¹ 段宇辉¹ 王宗敏¹

¹ 河北省气象台, 石家庄 050021

² 河北省石家庄市气象局, 石家庄 050081

提 要: 利用冬奥张家口赛区系留汽艇探空、激光雷达和加密冬奥地面观测等新资料, 以及 ERA5 再分析资料, 对 2020 年 1 月 15—16 日的冷池(CAP)过程进行了场外观测, 分析了冷池的温度、湿度、风场三维结构, 构建了冷池建立、发展、维持、消散过程的概念模型。结果表明: 此次冷池过程发生在弱高压脊控制、中层增暖、高空风速明显减小、天空少云、近地层微风的静稳天气背景下。冷池自傍晚日落开始逐渐建立, 此时大气层结为中性, 山谷东西两侧山坡形成较强下坡风携带冷空气在谷底堆积辐合产生上升气流, 取代谷底原来的暖空气并将其抬升, 逆温形成并快速向上发展, 半夜前后, 即日落约 4~5 h 后, 冷池发展到 300 m 左右的高度, 即山谷高度 3/5 处, 其上 300 m 为等温层, 即暖带。冷池在发展过程中, 在逆温层下出现明显的东西风切变层, 随着逆温层顶的不断升高, 风切变层也逐渐抬高。午夜到日出前, 冷池进入稳定维持期, 逆温层顶高度和温度变化不大, 冷池底部温度继续缓慢下降, 此阶段下坡风和下谷风已不能渗透到谷底, 降温主要是长波辐射降温。日出后 4 h 左右冷池消散, 首先太阳加热山谷西坡, 导致山谷中高层快速升温, 之后随着太阳高度角升高, 山谷东西两侧山坡出现上坡风及上谷风, 将谷底冷空气向东西两侧坡面及谷外输送, 山谷中高层暖空气下沉, 对流边界层下降, 逆温自上而下消散, 这和平原地区逆温自下而上消失有明显的差别。

关键词: 北京冬奥会, 冷池, 逆温, 复杂地形, 坡风, 谷风

中图分类号: P412, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2023.032001

Observation and Analysis of a Cold-Air-Pool Process in Zhangjiakou Area for Winter Olympic Games

CHEN Zijian¹ LI Jiangbo¹ LI Xiliang² TIAN Zhiguang¹ DUAN Yuhui¹ WANG Zongmin¹

¹ Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

² Shijiazhuang Meteorological Bureau, Shijiazhuang 050081

Abstract: Based on the new data such as mooring launch sounding, lidar and surface densely observed data of the Winter Olympic Games in Zhangjiakou Area, the NCEP 0.25°×0.25° reanalysis data, and the field observation of the cold-air-pool (CAP) process from 15 to 16 January 2020, this paper analyzes the temperature, humidity and three-dimensional wind field of the CAP, and constructs the conceptual model of the formation, development, maintenance and breakup process of the CAP. The results show that this CAP process occurred under the background of stable-static weather with weak high-pressure ridge control, middle-level warming, significantly reduced wind speed in the upper air, less cloud in the sky and breeze near the ground. The CAP began to build up gradually from sunset in the evening when atmosphere was neutral, the strong fall wind on both sides of the valley slopes carried the cold air, stacked up and converged

* 国家重点研发计划(2018YFF0300104, 2018YFF0300101)和河北省科技冬奥专项(19975414D)共同资助

2022年5月25日收稿; 2023年3月8日收修定稿

第一作者: 陈子健, 主要从事天气预报与新资料应用工作. E-mail: chen zijian0714@163.com

通讯作者: 李江波, 主要从事大雾和强对流研究. E-mail: lij wave@yahoo.com.cn

at the bottom of the valley, producing updraft and replacing the warm air in the valley, lifting it up. Temperature inversion formed and rapidly developed upward. Around midnight about 4–5 hours after sunset, the CAP developed to the height of about 300 m, which is about 3/5 of the valley height, 300 m above which was the isothermal layer, i. e., warm zone. During the development of the CAP, obvious east-west wind shear layer appeared under the inversion layer. With the continuous rise of the inversion layer top, the wind shear layer also gradually rose. From midnight to sunrise, the CAP developed into maintenance period, with little change at the height of inversion layer top and temperature, while the temperature at the bottom of the CAP continued to decline slowly. In this period, the down-slope wind and down-valley wind failed to penetrate into the valley floor, and the cooling was mainly of long-wave radiation cooling. The CAP break up about four hours after sunrise. First, solar radiation heated the western slope of the valley, causing the air in the middle and upper levels of the valley to heat up rapidly, and then with the increase of solar altitude angle, up-slope wind and up-valley wind appeared on the eastern and western slopes of the valley, transporting the cold air from the valley bottom to the eastern and western slopes and out of the valley. The warm air in the middle and upper levels of the valley sank, the convective boundary layer decreased, and the inversion dissipated from top to bottom, which was obviously different from the inversion disappearing from bottom to top in the plain area.

Key words: Beijing Winter Olympic Games, cold-air-pool (CAP), temperature inversion, complex terrain, slope wind, valley wind

引 言

山地气象中,“冷池(cold-air-pool,CAP)”是指冷空气从山地较高处向下流动,在地势低洼的山谷汇集而成的冷空气湖(李国平,2016)。冷池是由于地形的锢囚作用而形成的稳定层,稳定层内的空气温度比其上层低,一般具有非常稳定的大气层结(逆温或者稳定层)、弱的低层风。逆温层顶所处高度低于周围山体最高高度,且逆温层顶以下的平均风速低于 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Whiteman et al, 2001)。冷池是在复杂地形阻碍作用下易出现的一种物理现象,尤其冬季稳定的天气形势和典型的中性层结条件下容易出现(Whiteman et al, 2001)。复杂地形对于近地面空气块运动有重要影响,高山可以阻挡相对稳定的空气移向某个地方,一旦稳定的空气块移进山谷或者山谷上空的暖平流使得稳定气块在山谷发展,复杂地形就会阻碍稳定气块离开山谷(Burns and Chemel, 2015)。在当地日落后的前 3 h 内,在山谷的最低海拔处出现非常强烈的冷却速率,但冷却速率随海拔高度降低(Dorninger et al, 2011)。在一定的天气条件下,山地坡面的下坡风和局地长波辐射冷却共同作用并控制冷池的消长发展(Zhao et al, 2018)。在与上层大气动态分离的深而窄的山谷中,

下坡风可以持续较长时间,如果在夜间可以形成下谷风,则可以达到准稳定状态(Burns and Chemel, 2015; Arduini et al, 2016)。在此条件下,下坡风是感热通量散度的主要驱动力,这增强了山谷中大气相对于附近平坦区域的冷却。下坡风在冷池上部热力结构的演变中也很重要,主要通过沿斜坡向下流动的空气引起的垂直传输而起作用(Whiteman, 1990; Kiefer and Zhong, 2011)。

以往对冷池的研究多是为了解释盆地极端最低温度或者因为冷池效应引起的夜间空气污染以及强天气过程事件(袁淑杰等, 2010; 周昆等, 2016; 徐姝等, 2019; 章翠红等, 2018; 孙继松, 2023; 侯淑梅等, 2022)。在模式方面,由于经典 Ekman 理论不能描述山地边界层与自由大气间的非线性相互作用,介于完全模式与经典 Ekman 理论之间的边界层动力学模式被常用于解释和理论上理解山地大气边界层动力学过程(伍荣生和顾伟, 1990; 谈哲敏等, 2005; 郑启康等, 2007)。由于冷池与复杂的地形地貌和静态稳定的大气条件有关,这对数值模型构成了较大挑战。杨胜朋等(2008)、宋丽莉等(2009)、陈明轩和王迎春(2012)、赵滨和张博(2018)、姜平等(2019)、陈康凯等(2020)和邓国等(2022)数值模式研究都采用了理想化的地形或物理条件,只有 Zhong et al (2001)、Billings et al (2006)、Smith et al (2010)和

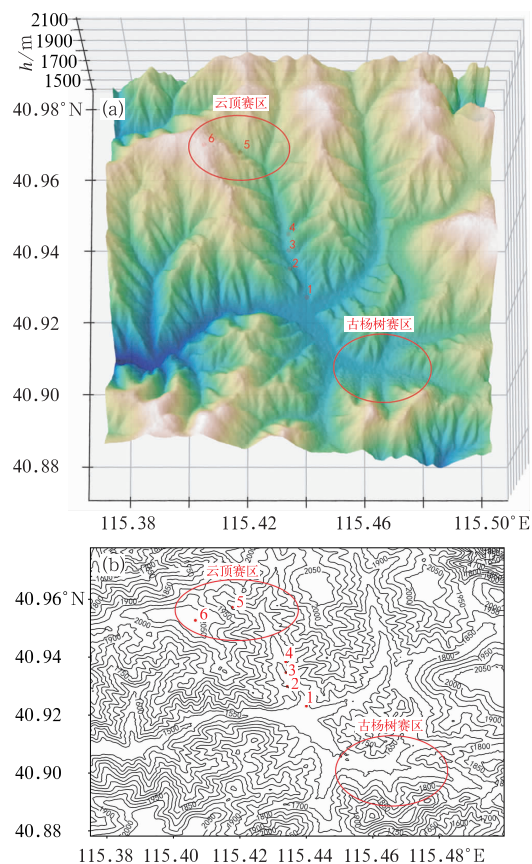
Wei et al(2013)少数研究尝试使用真实的地形和大气条件来模拟真实的冷池过程,用气象实况观测资料加以验证。Arduini et al(2020)用 WRF 模式,采用 5 层嵌套模拟了法国阿尔卑斯山 Arve 河谷一次持续性冷池过程,通过与现场观测对比,发现模拟结果描述了持续性冷池的特征,成功模拟了山谷热量收支幅度、冷池时间演变及位温的垂直结构;然而过高地模拟了夜间近地层的温度,导致近地层 100 m 的逆温幅度明显偏低。

由于山区复杂地形下气象加密观测资料缺乏,特别是海拔高的山区冬季的观测资料更是稀少,对冷池现象的研究带来不便,目前,尽管国内少部分气象学者如吕雅琼等(2008)、丁仁海等(2013)、李林等(2018)和李嘉睿等(2022)针对复杂地形下的温度分布或冷池进行了研究,但总体上还比较少,尤其是基于详细三维立体观测基础上的研究。冷池的演化过程是一种多尺度相互作用的天气过程,包括天气尺度的温度平流、下沉运动、局部蒸发和冷却、云顶的辐射过程、云的微物理过程引起的潜热释放、盆地内对流的发展、下坡风导致的升温等。这种多尺度过程对冷池的数值模式和预报提出了重大挑战(Whiteman et al,2001)。

2022 年冬季奥运会张家口赛区整体像个盆地,太子城站位于山谷中间交汇的最低处,云顶赛区和古杨树赛区分别位于太子城的北边山谷和东南边山谷(图 1),冷池现象较为常见,而冷池常会导致异常低温,当气温低于 -20°C 时会对运动员身体造成伤害,比赛会推迟或延期。目前,各种数值模式对冷池导致的低温基本都没有预报能力,这也是冬奥赛场温度预报的难点。为了深入研究冬奥赛区的冷池现象,冬奥预报团队对 2020 年 1 月 15—16 日的冷池过程进行了野外综合观测试验,应用系留汽艇、冬奥场馆加密地面观测站、激光雷达等观测资料,对冷池事件的温度、湿度和风场的演化及三维结构进行了分析,研究了冷池现象的形成机制,建立了冷池建立、维持、消散的概念模型。

1 资料与方法

应用系留汽艇、激光雷达、冬奥场馆地面加密观测站进行场外三维观测。系留汽艇为中国科学院大气物理研究所研制,型号为 KZXLT-II,数据的时间分辨率为 1 s,风向分辨率为 0.5° ,风速分辨率



注:1 代表太子城站,也是此次过程激光雷达和系留汽艇观测点;2 代表太子城北站;3 代表头道沟站;4 代表东二道沟站;5 代表云顶山腰站;6 代表云顶山顶站。

图 1 张家口赛区(a)三维地形图和(b)地形高度平面图(单位:m)及站点分布

Fig. 1 (a) Competition area 3D topographic map and (b) ground plot (unit: m) and station distribution

为 $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,气温精度为 $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$,湿度精度为 $\pm 2\%$ 。激光雷达使用的是北京敏视达公司的 WindSmarter-10H,数据时间分辨率为 2~5 s,距离分辨率为 30 m,起始观测高度为 58 m,最大观测高度为 1528 m,垂直方式观测时,径向速度中正速度表示目标物体离开雷达运动,负速度表示目标物体运动朝向雷达。所用资料还包括常规探空资料、冬奥场馆地面加密观测资料、ERA5 再分析资料(空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$)。

系留汽艇、激光雷达的观测地点位于太子城,南北向山谷谷口,偏向山谷东坡一侧,图 1b 中 1 号站位置,系留汽艇观测位置比激光雷达偏南约 50 m。太子城处于四条主要山谷的交汇点(海拔为 1589.9 m),是张家口赛区的最低点,太子城北侧山谷通往云顶赛区,东南侧山谷东行至古杨树赛区(图 1a)。北

侧山谷尽头的云顶赛区山顶(图 1b 中 6 号站)和太子城的高度落差为 500 m,沿此山谷向北布设 6 个由低向高分布的冬奥场馆加密地面观测站点(图 1b),其海拔依次为 1590、1645、1650、1680、1825 和 2098 m。针对 2020 年 1 月 15—16 日的一次冷

池过程,在谷底的太子城站(1 号站)做了 5 次(一上一下为 1 次)系留汽艇连续观测,共取得 10 组探空数据(表 1),可见逆温层顶最高达 340.0 m,最大逆温差为 13.4℃,发生在 16 日 09:00—10:30(北京时,下同)。

表 1 2020 年 1 月 15—16 日太子城站系留汽艇观测信息

Table 1 Observation information of tethered motorboat at Taizicheng Station in 15—16 January 2020					
编号	时间/BT	探测最大高度/m	地面 10 m 温度/℃	逆温层顶高度/m	逆温层顶温度/℃
1U	15 日 21:20:12—23:29:59	300.6	−13.9	162.3	−10.7
1D	15 日 23:30:00 至 16 日 00:18:47	300.6	−16.7	214.8	−9.6
2U	16 日 00:22:05—02:05:00	421.2	−17.5	299.2	−10.8
2D	16 日 02:05:00—02:52:06	421.2	−18.2	299.5	−10.0
3U	16 日 03:48:39—04:51:00	510.3	−19.7	299.5	−9.4
3D	16 日 04:51:00—06:01:04	510.3	−19.6	315.0	−9.1
4U	16 日 06:01:24—08:00:00	601.5	−19.6	323.9	−8.9
4D	16 日 08:00:00—09:04:03	601.5	−14.7	308.0	−7.9
5U	16 日 09:07:24—10:26:00	677.3	−16.0	340.0	−2.6
5D	16 日 10:26:00—11:32:11	677.3	−5.6	41.8	−3.0

2 冷池发生的天气背景

2.1 张家口赛区冷池统计特征

在对流层,气温垂直分布的一般情况是随高度增加而降低,然而在复杂地形下的山区,常会出现温度垂直分布相反的情况,即冷池现象。图 2 为 2017—2020 年冬半年张家口云顶赛区、古杨树赛区 3 组高海拔站点和低海拔站点小时温差点聚图,第一组为云顶山顶站(2098.0 m)和云顶山底站(1733.0 m),第二组为冬两 2 号站(1724.0 m)和冬两 1 号站(1650.2 m),第三组为越野 2 号站(1687.5 m)和越野 3 号站(1622.8 m),可以发现,冷池现象发生的频次分别占 21.48%、22.76%、33.59%,说明冷池在张家口赛区是一种常见的现象。冷池出现时,逆温幅度最高值

可达 6~10℃,且冷池情况下的温度变化幅度远高于非冷池情况,在越野赛区尤其明显(图 2c)。

2.2 冷池过程

选取图 1 南北向山谷从低到高的 1~6 号站 15 日 14:00 至 16 日 14:00 逐 5 min 温度变化情况来描述本次冷池过程(图 3)。15 日日落时间为 17:15,16 日日出时间为 07:40。从图 3 可以看出:(1)在 15 日 14:00—18:20 和 16 日 10:20—14:00,山谷中的 6 个测站温度遵循随着高度增加而降低的规律,即高海拔的 5、6 号站温度比低海拔的谷底 1、2、3、4 号站温度明显偏低,最大温差达 6℃,谷中的 1、2、3、4 号站温度差别不大,说明谷底 1 号站(海拔 1590 m)到 4 号站(海拔 1680 m)90 m 的高度近似等温。(2)在 15 日 18:20 到 16 日 10:20(图 3a 两条粗实线之间),表现出山谷冷池形成、维持、消散的特征,谷底

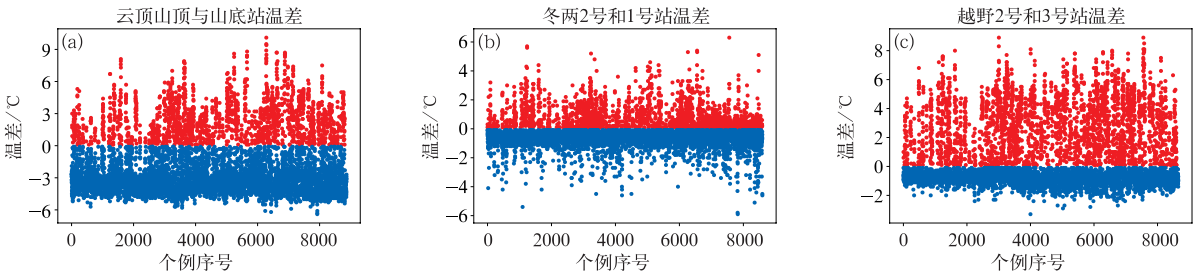


图 2 2017—2020 年冬半年张家口不同海拔站点间温差

Fig. 2 Temperature difference between stations at different altitudes during 2017—2020

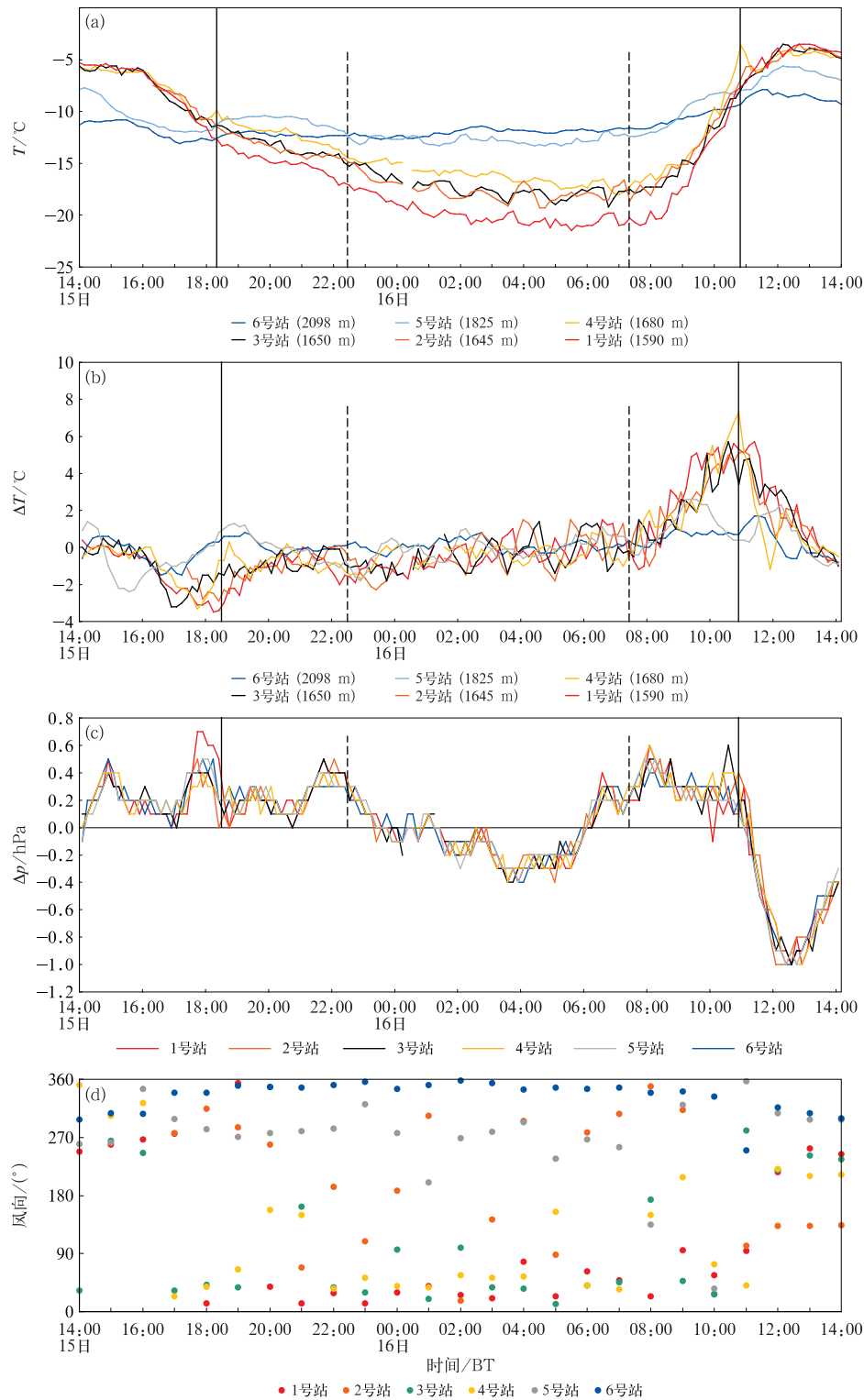


图 3 2020 年 1 月 15 日 14:00 至 16 日 14:00 南北向山谷各站点

(a) 实况温度, (b) 小时变温, (c) 变压, (d) 风向

Fig. 3 (a) Temperature, (b) hourly variable temperature, (c) variable pressure, (d) wind direction at different stations from 14:00 BT 15 to 14:00 BT 16 January 2020

的 1~4 号站温度低于谷顶的 5、6 号站, 特别是 15 日 22:20 到 16 日 07:20 (图 3a 中两条虚线之间), 体

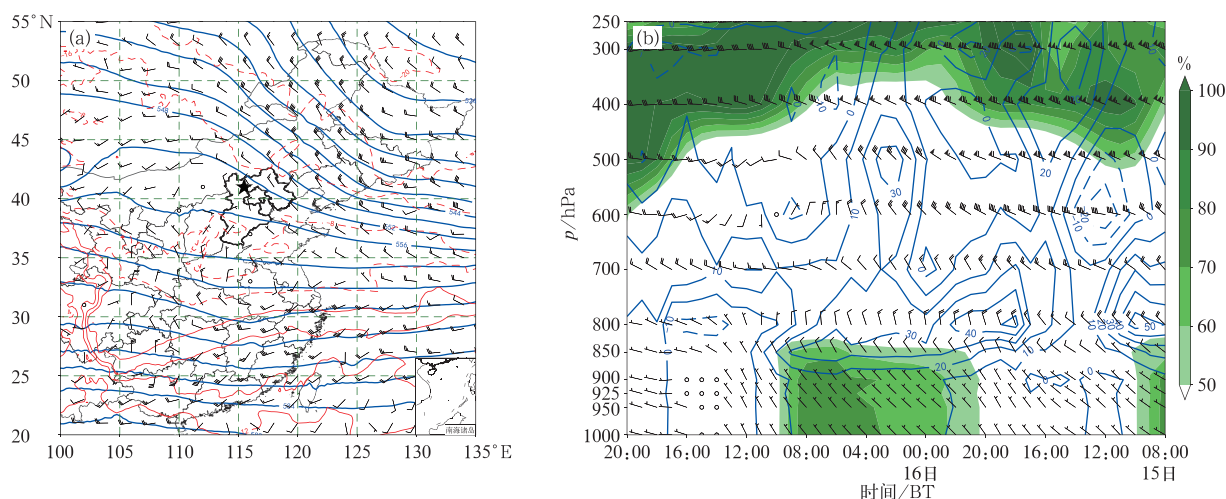
现了典型冷池特征, 即山谷中从低到高的 6 个测站温度随高度而增加。16 日 05:00, 谷底 1 号站为

-21.8℃,谷顶6号站为-11.8℃,此时逆温最强,幅度达10℃。(3)15日日落(17:15)后1h的18:20,谷底的4个站点温度降至-10℃,和谷顶的2个站接近,此时温度层结已接近中性,此后冷池形成,逆温增强,发展为稳定层结。16日日出(07:20)后1h,谷中的1~5号站开始升温,到10:20,谷中的6个站温度都接近-10℃,温度层结从稳定层结(逆温)转为中性层结,此后谷底的1、2、3、4号站的温度已经超过谷顶的5、6号站,逆温破坏,冷池消散。(4)从逐小时变温时序图可以看出(图3b),冷池在形成、维持、消散过程中,最大降温幅度出现在日落后的2~3h(15日17:00—20:00),小时降温幅度最大为3.5℃,而最强升温则出现在日出后的2~3h(16日08:00—11:00),小时升温幅度最大可达5.7℃,可见日出后的升温幅度高于日落后的降温幅度。在冷池稳定维持期(两虚线之间),谷中的6个站小时变温幅度很小,谷顶的5、6号站尤其小。(5)气压变化特征:在冷池稳定维持期(两虚线之间),以负变压为主,在冷池形成和消散期,气压增强(图3c)。(6)冷池形成、维持、消散初期(15日17:00至16日10:00),谷底的1~4号站以东风(下坡风)为主,谷

顶的5、6号站则以北到西北风为主,10:00以后随着热力条件加强,1~4号站转为偏南风(上谷风)(图3d)。

2.3 冷池发生的天气背景

冷池的深度和强度很大程度上取决于周围地形的特征和天气背景。Reeves and Stensrud(2009)研究表明,大多数情况下,山谷冷池(VCP)的强度由中层温度变化决定,大尺度的强迫作用是此类山谷冷池的主导因素。2020年1月15日20:00到16日08:00,张家口赛区500 hPa从高空槽底的后部转为高空短波槽前弱脊的控制,处于等压线相对稀疏区域,800 hPa风场呈现反气旋性弯曲,以西北风为主,风速在 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右,冷暖空气活动较弱(图4a)。在这种天气背景下,赛区上空中低层有明显的下沉运动,15日夜间冷池发展过程中800 hPa附近下沉速度达 $20\times 10^{-2}\sim 50\times 10^{-2}\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$,高空风速也明显减弱,16日00:00—08:00,山顶以上800~500 hPa的风速仅为 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图4b)。从张家口15日20:00到16日08:00的探空变化情况看(图5a,5b),有三个比较明显的特征:一是700~400 hPa温度露点差



注:符号“.”表示风速小于 $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;图4a中,黑色五角星代表张家口赛区。

图4 2020年1月(a)15日20:00 500 hPa高度场(蓝色实线,单位:dagpm)、800 hPa温度场(红色实线和虚线,单位:℃)和风羽,(b)15日08:00至16日20:00赛区上空(41°N,115.5°E)风羽、垂直速度(蓝色实线,单位: $10^{-2}\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)、相对湿度(填色)高度-时间剖面

Fig. 4 (a) The 500 hPa height field (blue line, unit: dagpm), 800 hPa temperature field (red solid line and dotted line, unit: °C) and wind barbs field at 20:00 BT 15, (b) height-time cross-section of wind barbs, vertical velocity (blue line, unit: $10^{-2}\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) and relative humidity (colored) over the competition area (41°N, 115.5°E) from 08:00 BT 15 to 20:00 BT 16 January 2020

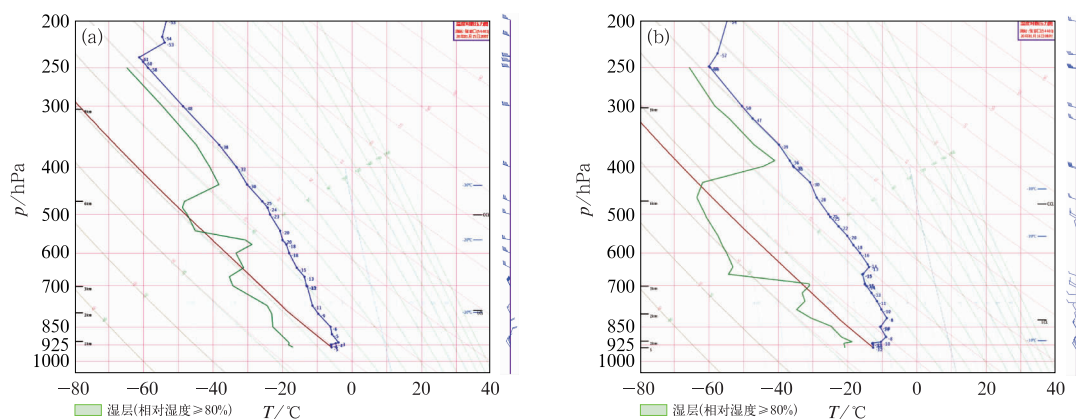


图 5 2020 年 1 月(a)15 日 20:00,(b)16 日 08:00 张家口探空曲线

Fig. 5 The sounding at Zhangjiakou Station at (a) 20:00 BT 15 and (b) 08:00 BT 16 January 2020

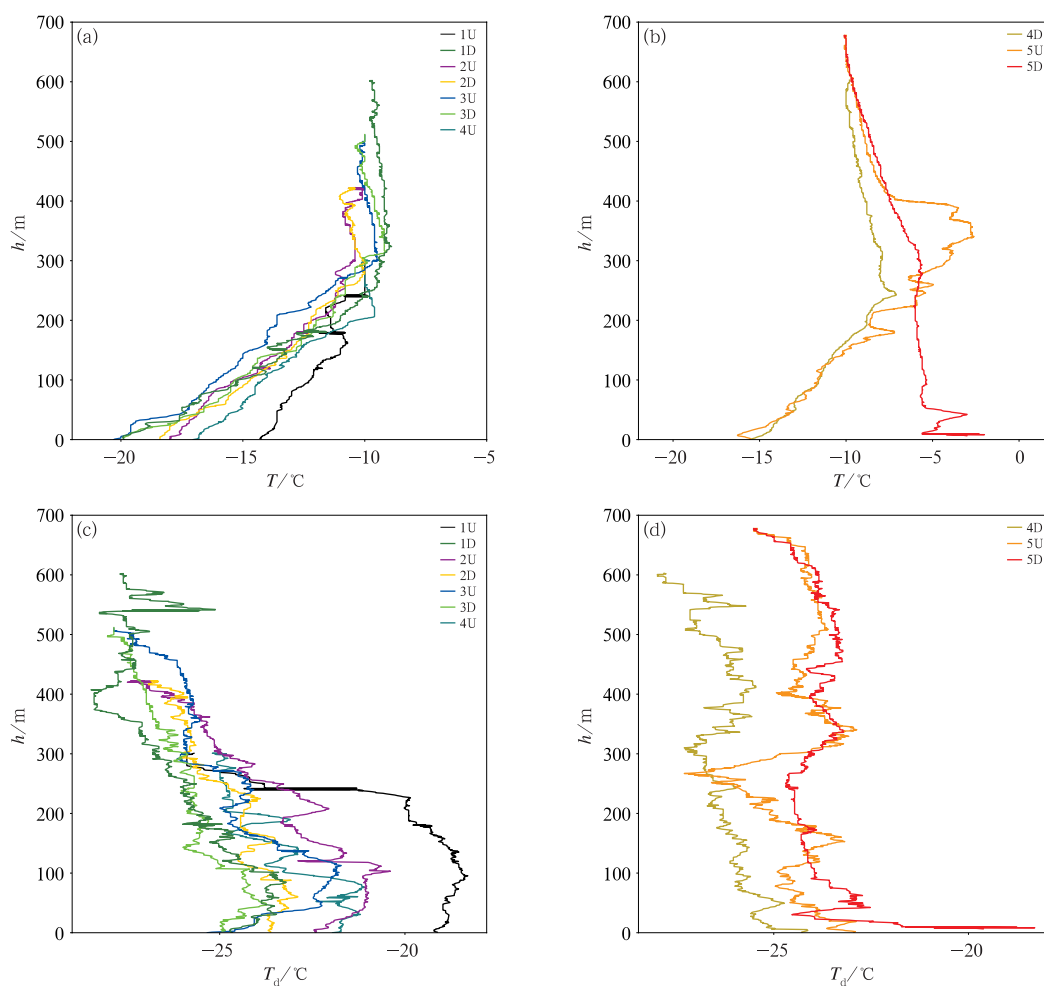
明显增大,说明赛区上空明显变干,有利于夜间的辐射降温;二是 400 hPa 以下层次风速明显变小,从 15 日 20:00 的 $8 \sim 26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 减小到 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,高空风明显减小,垂直扰动减弱,这种晴朗、微风、静稳的天气形势非常有利于山谷盆地冷池的发生 (Whiteman et al, 2001);三是在中层 700~600 hPa 出现逆温层,即中层增暖,而高压脊控制且中层变暖时,山谷冷池最容易形成 (Reeves and Stensrud, 2009)。

3 冷池温湿场结构

在无扰动的天气背景下,冷池在日落后开始形成,夜间发展,清晨达到最强,日出后 4 h 左右消散 (Whiteman et al, 2001)。前面用山谷内不同高度温度变化情况描述了冷池的发展过程 (图 3),下面通过系留汽艇的观测来分析冷池温湿场的空间结构。从温度的垂直廓线 (图 6a, 6b) 和表 1 可以看出:15 日 21:20 (1U) 地面温度下降到 -13.9°C ,逆温层的高度已经达到 162.3 m,逆温幅度为 3.2°C 。15 日 23:30 (1D) 到 16 日 04:51 (3U),低层气温继续下降的同时,逆温层顶向上发展,从 162.3 m 升到 299.5 m,此时地面温度为 -19.7°C ,逆温层顶温度为 -9.4°C ,逆温幅度达 10.3°C ,299.5 m 以上近似等温。此后的 3 h,即 04:51—08:00 (3D, 4U),除近地层 (10 m 以下) 温度稳定在 -19.6°C 外,整层大气温度开始缓慢升高,299.5 m 以下的逆温层温度上升得略快些,逆温层顶继续抬升到 323.9 m,逆温层顶温度为 -8.9°C 。从 16 日 08:00—10:26 (4D, 5U),随着太阳高度角的升高,南北向山谷的西坡首

先接收太阳短波辐射开始升温,一个明显的特征是 250~400 m 快速升温,350 m 附近从 -7.9°C 上升到 -2.6°C 。在此后的 1 h,即 10:26—11:31 (5D),200 m 以下层次迅速升温,近地层 42 m 处从 -14°C 升高到 -4°C ,逆温层降到 42 m 以下,冷池被破坏。另外值得注意的是,贴地面层 (10 m 以下) 温度廓线为超绝热递减 (图 6b),说明近地层湍流混合会明显加强,会快速破坏近地层逆温。

露点温度是湿度量,代表了气块的干湿属性,在辐射降温背景下,露点温度越高,大气中水汽含量越多,降温幅度越小;露点温度越低,大气中水汽含量越少,降温幅度越大。在冷池形成并维持的过程中 (15 日 21:00 至 16 日 06:00, 1U~3D),随着近地层温度快速下降,露点温度也相应下降,但其降幅小于温度,导致相对湿度迅速增加,高湿度集中在近地层 100 m 以下,为 60%~70% (图 7a 填色),同时可以注意到此高度以下,露点温度随高度增加而增大,即“逆湿”;随着高度增加,露点温度迅速降低,在 400 m 处达到最低,为 -28°C (图 6c),湿度快速减小,200 m 以上为 20%~40%。此阶段中,山谷中温度平流不显著,山谷低层露点温度的持续下降,导致辐射降温在山谷低层带来的温度降低更加明显,使得冷池得到进一步加深和维持。从 16 日 06:01—09:04 (4U, 4D),山谷中空气的整体相对湿度第一次快速下降,30%的湿区下降到 100 m 附近,以上湿度为 20%;16 日 09:07—11:32 (5U, 5D),山谷中空气的整体相对湿度第二次快速下降,20%的湿度区下降到地面,干暖空气由 226~400 m 范围扩展到地面 (图 7a 填色)。



注:图例为观测编号。

图6 2020年1月15日21:20至16日11:30(a,b)系留汽艇观测温度廓线和(c,d)露点温度廓线

Fig. 6 (a, b) Temperature profile of tethered motorboat and (c, d) dew point temperature profile from 21:20 BT 15 to 11:30 BT 16 January 2020

图7b为山谷东侧坡面的3号站、5号站和相同高度系留汽艇温度对比,可见相同高度下,坡面温度比谷中温度偏低 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$,因此山谷中等温线向下凹。

综上所述,本次冷池事件从太阳落山开始建立,逆温从低层向高层发展,逆温强度逐渐增强,到子夜前后,逆温层上升至300 m附近,300~500 m上下为等温层,即暖带;其后直至日出前,冷池维持,温度缓慢下降,山谷中等温线向下凹;日出后2 h,200~400 m的山谷中层开始快速升温,随后暖气团向下扩展,低层升温,湍流混合加强,逆温结构破坏,中午前后,冷池完全消失。

4 冷池风场特征及演变机制分析

冷池是一种在封闭地形下受阻而停滞的空气层,比上面的空气更冷,是基于地表之上的稳定层,是山谷和盆地气象学中常见的好天气特征(Whiteman et al, 2001)。冷池的形成、发展、维持与破坏机制已有很多研究(Whiteman, 1982; Zhong et al, 2001; Smith et al, 2010),本节将结合系留汽艇、自动站和激光雷达探测资料来分析赛区冷池的演变机制。

图8为1月15日16:00—20:00位于谷底太子

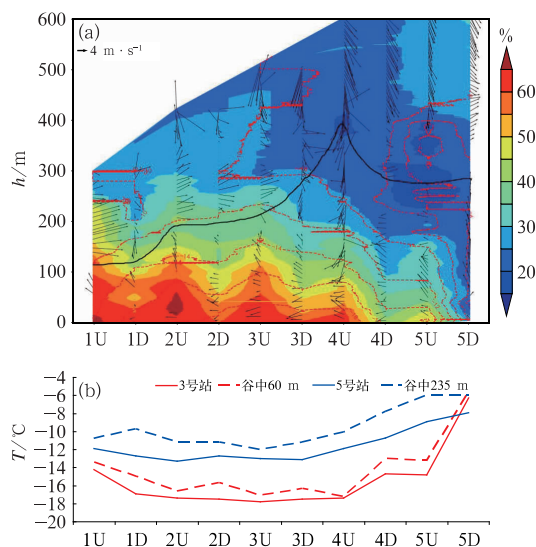


图7 2020年1月15日21:20(1U)到16日11:30(5D)

(a)系留汽艇观测相对湿度(填色)、温度(红色曲线, 单位: $^\circ\text{C}$)和风向(风矢)高度-时间剖面,

(b)3号站、5号站和系留汽艇同高度温度时序图

Fig. 7 Height-time cross-sections of (a) tethered motorboat RH (colored), temperature (red curve, unit: $^\circ\text{C}$) and wind field (wind vector) and

(b) temperature sequence diagram of Station 3,

Station 5 and tethered motorboat at the same height from 21:20 BT 15 (1U) to 11:30 BT 16 (5D) January 2020

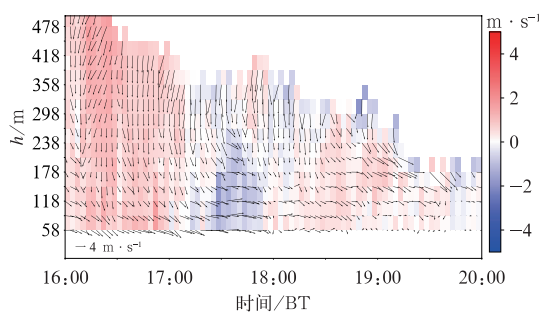


图8 2020年1月15日16:00—20:00太子城站风场(风矢)和垂直速度(填色)高度-时间剖面(3 min 间隔)

Fig. 8 Height-time cross-section of wind field (wind vector) and vertical wind speed (colored) (3 min interval)

at Taizicheng Station from 16:00 BT to

20:00 BT 15 January 2020

城的激光雷达探测的风场和垂直速度时间-高度剖面图,资料时间间隔取3 min,可以看出,16:00到日落(日落时间为17:15),由于太阳高度角较低,南北向山谷西侧山坡已不能接受太阳辐射,由上坡风转为下坡风(偏西风),但山谷东侧山坡和谷底仍然受

太阳照射,保持上坡风(偏西风),山谷中的温度总体上仍随高度递减,即下暖上冷,因此山谷中维持 $2 \sim 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升运动,但随着夕阳西下,上升速度呈减弱趋势,日落时已减小到 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下,上升速度的减小导致湍流减弱,气溶胶浓度减小且分布不均,激光雷达探测高度下降,同时山谷净长波辐射损失超过太阳短波辐射输入,能量平衡发生逆转,向下的湍流感热通量将山坡边界层中热量逐渐带走,山谷西坡的下坡风逐渐加强,将冷空气逐渐汇入谷底,100 m以下逐渐转为西北风到偏西风(下坡风),100 m以上基本为偏北风(由于山谷为南北走向,天气系统的西北风进入南北向山谷后转为北风)。日落(17:15)后,太阳辐射完全消失,山谷东坡也转为下坡风,388 m以下由上升运动转为 $-2 \sim -1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的下沉运动,而且在17:30达到最强($4 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),这表明有从山顶向山谷的冷空气流动,在山谷两侧下坡风带来的冷空气在谷底堆积和地面长波辐射共同作用下,使得谷底温度快速下降,1号站最快,小时降温达 3.5°C 。18:00—19:00,谷中1、2、3、4号站的温度和山顶5、6号站温度基本一致(图3a),山谷东西两侧山坡的下坡风继续在山谷低层汇聚辐合,导致山谷中低层由下沉运动转为 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右的弱上升运动。20时谷底温度降至 -15°C ,冷池特征开始呈现。在17:15(日落)到20:00不到3 h的时间内,谷底降温幅度近 8°C ,此时逆温层顶发展到海拔1825 m的5号站位置(图3a)。

20:00以后至日出前,冷池进入稳定维持期。由于谷内冷池存在,气溶胶被限制在逆温层以下,因此激光雷达的探测高度明显降低,基本在300 m以下,谷内风速保持在 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 及以下,在此期间的大部分时间里,近地层150 m以下以偏东风(下坡风)为主;垂直运动表现为有规律的上升和下沉,周期大约为72 min,并逐渐减弱(图9),其原因可能是天气系统的偏西风过山背风波振荡所导致的,因为激光雷达是利用大气气溶胶对激光散射回波的多普勒频移效应来间接测量大气风场,这种起伏同时也会引起温度的起伏变化(郝为锋等,2001;王宗敏等,2012),从图3b的不同海拔站点变温曲线可以看出,海拔越低,这种波动导致的温度波动越明显。由于夜间大部分时段激光雷达探测资料局限在178 m以下(图9),因此结合系留汽艇观测来研究山谷中高层风场特征(图7),这里需要指出的是,系留汽艇观测位置比激光雷达偏南50 m左右。从图7可以

看出,谷顶 500 m 高度(海拔 2000 m)上下为西北风,这和 800 hPa 天气系统风一致。08:06 之前(4D),山谷低层为 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右的偏东风(下坡风),和激光雷达的观测基本一致。15 日 21:20 (1U),120 m 高度上有明显的风切变,以下为偏东风,以上为偏西风,随着冷池加强,逆温层顶抬升,风切变层的高度也随着抬升,到 16 日 08:06(4D),风切变层的高度为 350 m。可见,逆温层下几十米处存在明显的风切变是本次冷池内部风随高度变化的明显特征。与此同时,由于山谷上空湿度明显减小(图 5),导致地面长波辐射冷却降温增强,谷底温度继续下降,谷底温度在日出前(06:00,16 日日出时间为 07:41)达到 -21.5°C 的最低值(图 3a)。

日出后,山谷西侧山坡自上而下开始接收太阳辐射,西边山坡开始升温,由下坡风转为上坡风,东侧山坡仍然为下坡风(偏东风),近地层 150 m 以下表现为偏东风,垂直运动仍为 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下的弱上升运动。到 09:50 前后,伴随山谷中上层(200~400 m)快速升温(图 7,5U),上升运动加强,将逆温层下的气溶胶向上输送,激光雷达探测高度扩展到近 500 m。10:00—11:00,328 m 高度处出现明显的风切变层,该层以下逐渐由偏东的坡风逐渐转为尺度更大、强度更强的偏南的上谷风,且低层风速逐渐增大,该层以上为偏北风,这点也可以从图 3d 山谷中 1~4 号站的风向等到验证,4 个测站风向由之前的下坡风(偏东风),转为上谷风(偏南风, $135^\circ \sim 225^\circ$),接近谷顶的 5、6 号站为偏北风。此时上升速度也增大到 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右(图 10)。随着太阳高度角变高,短波辐射增强,热力驱动的上坡风和上谷风(偏南风)增强,于是谷底出现辐散,山谷中高层暖空气补偿下沉,出现了弱的下沉运动(图 11d)。上坡风和上谷风将谷底冷空气沿山坡和山谷向上输送,最先被加热的山谷中高层的暖空气补偿性下沉,空气热量和质量交换加速,对流边界层下降,地面快速升温,10:00 谷底的 1、2、3、4 号站升高至 -10°C ,和谷顶的 5、6 号站温度相同,11:00 以后,谷底的 4 个站气温超过谷顶,13:00,谷底的 1 号站温度已达 -3.5°C (图 3),冷池被破坏。可见,山谷冷池逆温的打破是自上而下的,和平原地区逆温自下而上破坏有明显区别,这也和 Whiteman(1982)对山谷冷池逆温打破的研究一致。对比系留汽艇 08:00—11:30(4U~5D)这一时段观测(图 7),在 300 m 上下同样存在风切变层,以上为偏北风,以下为偏南风;随着逆温层的下降,风切变层高度下降,同时低

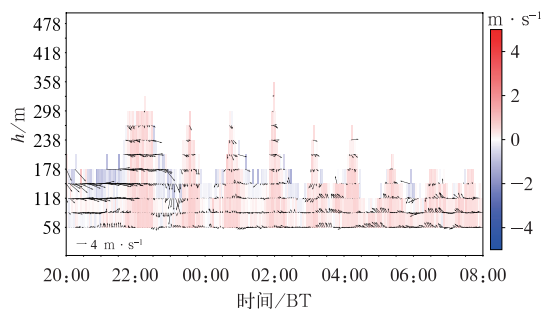


图 9 2020 年 1 月 15 日 20:00 至 16 日 08:00 太子城站风场(风矢)和垂直速度(填色)高度-时间剖面(3 min 间隔)

Fig. 9 Height-time cross-section of wind field (wind vector) and vertical wind speed (colored) (3 min interval) at Taizicheng Station from 20:00 BT 15 to 08:00 BT 16 January 2020

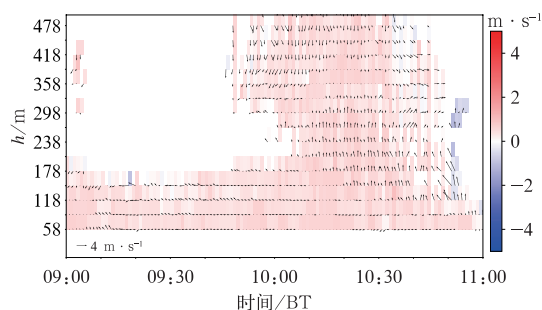


图 10 2020 年 1 月 16 日 09:00—11:00 太子城站风场(风矢)和垂直速度(填色)高度-时间剖面(1 min 间隔)

Fig. 10 Height-time cross-section of wind field (wind vector) and vertical wind speed (colored) (1 min interval) at Taizicheng Station from 09:00 BT to 11:00 BT 16 January 2020

层风从东南风转为偏南风,说明热力条件的变好导致上谷风起主导作用。另外,在 09:06—11:32(5U, 5D)这段时间,在 300~400 m 剧烈升温处,风为静风(图 7),其原因有待进一步研究。

5 冷池概念模型

前面根据多源观测资料分析了冷池事件的温度、湿度、风场结构及演变过程,下面给出冷池发生、发展、维持到破坏的概念模型:

冷池自傍晚开始逐渐建立,日落(17:14)前 1 h (16:00),山谷西侧山坡出现下坡风,东坡仍为上坡风,山谷下层开始降温,谷中仍为上升气流。从日落

到其后 1 h 左右(18:00),谷中转为下沉运动,山谷中大气上下层温度基本相同,即大气层结为中性(图 11a),此后山谷东西两侧山坡形成较强下坡风携带冷空气在谷底堆积辐合产生上升气流,取代谷底原来的暖空气并将其抬升,逆温形成并快速向上发展,子夜(00:00)前后,即日落约 5~6 h 后,冷池发展到 300 m(海拔 1900 m)左右的高度,即山谷高度 3/5 处,其上 300 m 为等温层,即暖带(图 11b)。在此阶段,冷池谷底降温主要是下坡风携带冷空气在谷底堆积和长波辐射降温所致,日落后 2~3 h 降温最强,谷底降温幅度达 10°C (图 3a)

午夜到日出前,冷池进入稳定维持期(图 11b),逆温层顶高度和温度变化不大,冷池底部温度继续缓慢下降,降温主要是长波辐射降温,在 06:00 前后,谷底温度降至最低,为 -21.5°C ,冷池顶部(逆温

层顶)温度为 -10°C ,冷池发展到最强盛阶段。此阶段下坡风已不能渗透到谷底,主要在冷池中上部辐合,因此冷池内部仍维持弱的上升气流。

日出后 4 h 左右冷池消失,首先太阳加热山谷西坡,导致山谷中高层快速升温,山谷西坡转为上坡风,东坡仍为下坡风,湍流加强,导致中高层的暖气团开始向下扩展(图 11c);之后随着太阳高度角升高,山谷东西侧山坡出现上坡风,山谷中出现上谷风,将谷底冷空气向东西两侧坡面及谷顶输送,被加热的山谷中高层的暖空气补偿性下沉,对流边界层下降,逆温自上而下消散,温度层结近似等温(图 11d),这和平原地区逆温自下而上消失有明显的差别。午后,湍流混合达到最强,山谷中温度廓线近似于绝热线(图略)。

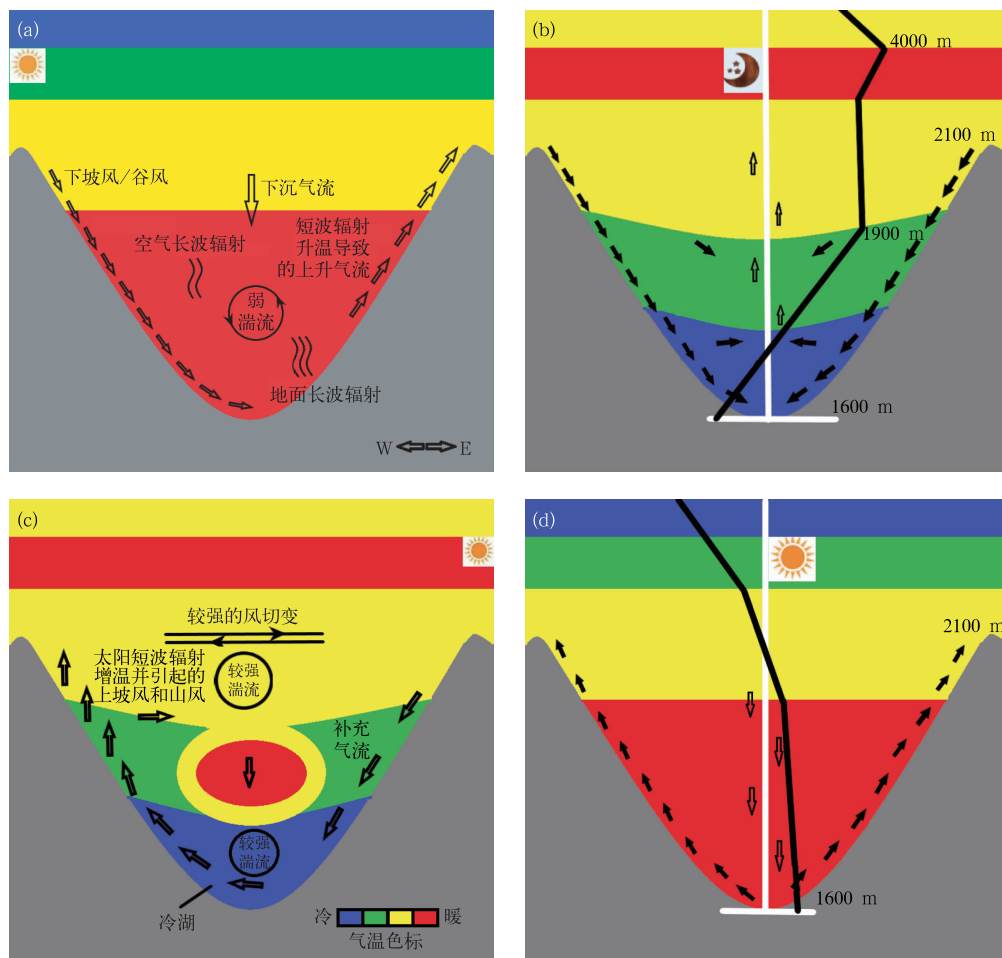


图 11 冷池(a)建立期,(b)维持期,(c)消散前期和(d)消散后期的概念模型

Fig. 11 The conceptual models of CAP (a) formation phase, (b) maintenance phase, (c) breakup pre-phase, and (d) breakup late-phase

6 结论和讨论

应用系留汽艇探空、激光雷达、冬奥加密地面观测和 ERA5 等资料,分析了一次冷池事件发生的天气背景,研究了冷池的温度、湿度、风场三维结构,构建了冷池形成、发展、维持到打破过程的概念模型,主要结论如下:

(1)本次冷池过程发生在弱高压脊控制、中层增暖、高空风速明显减小、天空少云、近地层微风的静稳天气背景下。

(2)冷池自日落开始发展,半夜前后发展成熟,逆温层顶升高到 300 m,即山谷高度的 3/5 处,其上为等温层(暖带),此阶段温度下降速度较快,尤其在日落后的 1~2 h 降温最快,降温主要是山谷两侧山坡下坡风及下谷风输送冷空气在谷底堆积和长波辐射降温所致;半夜到日出前,冷池稳定维持,逆温层顶略有升高,池底温度下降速度变缓,谷底温度在日出前达到最低,降温主导因素为长波辐射;日出后 4~5 h 冷池被打破,首先是山谷中层快速升温,随后山谷两侧坡面出现上坡风及上谷风,将谷底的冷空气向两侧坡面及谷外输送,中层暖气团随补偿气流下沉,逆温自上而下消失。

(3)冷池在发展过程中,在逆温层下出现明显的东西风切变层,随着逆温层顶的不断升高,风切变层也逐渐抬高。

(4)在冷池形成并维持的过程中,随着谷底温度快速下降,相对湿度迅速增加,高湿度集中在近地层 100 m 以下,为 60%~70%;随高度增加,湿度快速减小,200 m 以上为 20%~40%。在冷池消散期,中层 20%的干暖空气自上而下降到地面。

需要注意的是,本文的结论和冷池概念模型是基于冬奥张家口赛区一次冷池场外观测,其结构和演变过程和目前国外的研究基本一致,但有些特征不能很好被解释,同时本次场外观测试验也有一些需要改进之处,如激光雷达和系留汽艇的观测点均位于谷口、几条山谷的交汇处,不能完全反映出坡风和谷风的特征;又如系留汽艇一上一下观测时间过长,前期观测高度偏低,冷池发展过程观测不全等,在后续的场外观测试验中要加以改进。

致谢:感谢成都信息工程大学张杰教授对本文的悉心指导。

参考文献

陈康凯,宋林烨,杨璐,等,2020.一种基于高斯模糊的复杂地形下高分辨率三维插值方法的研究与试验应用[J].高原气象,39(2):

367-377. Chen K K, Song L Y, Yang L, et al, 2020. Research and application of a three-dimensional interpolation method for high-resolution temperature in complex terrain based on Gaussian fuzzy[J]. Plateau Meteor, 39(2): 367-377 (in Chinese).

陈明轩,王迎春,2012.低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟[J].气象学报,70(3): 371-386. Chen M X, Wang Y C, 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China[J]. Acta Meteor Sin, 70(3): 371-386 (in Chinese).

邓国,戴玲玲,周玉淑,等,2022. CMA 高分辨区域集合预报系统支撑北京冬奥会气象服务保障的评估分析[J].气象,48(2): 129-148. Deng G, Dai L L, Zhou Y S, et al, 2022. Evaluation and analysis of meteorological service for Beijing Winter Olympic Games supported by CMA high-resolution regional ensemble prediction system[J]. Meteor Mon, 48(2): 129-148 (in Chinese).

丁仁海,许义伍,丁鑫,2013.九华山区地形逆温对天气变化的前兆作用[J].气象科技,41(6):1080-1085. Ding R H, Xu Y W, Ding X, 2013. Precursor effect of terrain inversion on weather changes in Jiuhua Mountain[J]. Meteor Sci Technol, 41(6): 1080-1085 (in Chinese).

郝为锋,苏晓冰,王庆安,等,2001.山地边界层急流的观测特性及其成因分析[J].气象学报,59(1):120-128. Hao W F, Su X B, Wang Q A, et al, 2001. The observational features and the cause analysis of hilly boundary-layer-jet[J]. Acta Meteor Sin, 59(1): 120-128 (in Chinese).

侯淑梅,李显微,张鹏,等,2022.“4·29”山东近海 10 级以上雷暴大风的成因分析[J].气象,48(10):1242-1256. Hou S M, Li Y W, Zhang P, et al, 2022. Cause of a thunderstorm gale event over grade 10 along the Shandong Coast on 29 April 2021[J]. Meteor Mon, 48(10): 1242-1256 (in Chinese).

姜平,刘晓冉,朱浩楠,等,2019.复杂地形下局地山谷风环流的理想数值模拟[J].高原气象,38(6):1272-1282. Jiang P, Liu X R, Zhu H N, et al, 2019. Idealized numerical simulation of local mountain-valley winds over complex topography[J]. Plateau Meteor, 38(6): 1272-1282 (in Chinese).

李国平,2016.近 25 年来中国山地气象研究进展[J].气象科技进展,6(3):115-122. Li G P, 2016. Progress and prospects in research of mountain meteorology in China during the past 25 years[J]. Adv Meteor Sci Technol, 6(3): 115-122 (in Chinese).

李嘉睿,符娇兰,陶亦为,等,2022.冬奥会张家口赛区气温与风的特征分析[J].气象,48(2):149-161. Li J R, Fu J L, Tao Y W, et al, 2022. Temperature and wind characteristic analysis in Zhangjiakou Olympic Area for the Winter Olympic Games[J]. Meteor Mon, 48(2): 149-161 (in Chinese).

李林,乔媛,孙雪琪,等,2018.北京延庆冬季风寒温度分布特征及变化趋势[J].干旱气象,36(6):936-943. Li L, Qiao Y, Sun X Q, et al, 2018. Spatial-temporal characteristics and change trend of wind chill temperature in winter in Yanqing of Beijing[J]. J Arid Meteor, 36(6): 936-943 (in Chinese).

吕雅琼,马耀明,李茂善,等,2008.青藏高原纳木错湖区大气边界层结构分析[J].高原气象,27(6):1205-1210. Lv Y Q, Ma Y M, Li M S, et al, 2008. Study on characteristic of atmospheric boundary

- layer over Lake Namco Region, Tibetan Plateau[J]. *Plateau Meteor*, 27(6):1205-1210(in Chinese).
- 宋丽莉, 吴战平, 秦鹏, 等, 2009. 复杂山地近地层强风特性分析[J]. *气象学报*, 67(3):452-460. Song L L, Wu Z P, Qin P, et al, 2009. An analysis of the characteristics of strong winds in the surface layer over a complex terrain[J]. *Acta Meteor Sin*, 67(3):452-460(in Chinese).
- 孙继松, 2023. 与直线型对流大风相关的强风暴形态结构和热力学过程[J]. *气象*, 49(1):1-11. Sun J S, 2023. The pattern structure and thermodynamic and dynamic processes of severe storms associated with linear convective gales[J]. *Meteor Mon*, 49(1):1-11(in Chinese).
- 谈哲敏, 方娟, 伍荣生, 2005. Ekman 边界层动力学的理论研究[J]. *气象学报*, 63(5):543-555. Tan Z M, Fang J, Wu R S, 2005. Ekman boundary layer dynamic theories[J]. *Acta Meteor Sin*, 63(5):543-555(in Chinese).
- 王宗敏, 丁一汇, 张迎新, 等, 2012. 太行山东麓焚风天气的统计特征和机理分析 II: 背风波对焚风产生和传播影响的个例分析[J]. *高原气象*, 31(2):555-561. Wang Z M, Ding Y H, Zhang Y X, et al, 2012. Feature and mechanism of the foehn weather on east slope taihang mountains II: case analysis of the effects of lee wave on foehn occurring and moving[J]. *Plateau Meteor*, 31(2):555-561(in Chinese).
- 伍荣生, 顾伟, 1990. 山地上空的 Ekman 抽吸[J]. *气象学报*, 48(3):258-264. Wu R S, Gu W, 1990. Ekman pumping over mountain[J]. *Acta Meteor Sin*, 48(3):258-264(in Chinese).
- 徐姝, 东高红, 熊明明, 2019. 冷池对引发新乡“7·9”特大暴雨的中尺度对流系统的影响分析[J]. *气象*, 45(10):1426-1438. Xu S, Dong G H, Xiong M M, 2019. Impact of cold pool on mesoscale convective system for extreme rainfall over Xinxiang on 9 July 2016[J]. *Meteor Mon*, 45(10):1426-1438(in Chinese).
- 杨胜朋, 吕世华, 陈玉春, 等, 2008. 山地复杂下垫面湍流特征观测分析[J]. *高原气象*, 27(2):272-278. Yang S P, Lv S H, Chen Y C, et al, 2008. Analysis on turbulent flux in complex underlying surface conditions[J]. *Plateau Meteor*, 27(2):272-278(in Chinese).
- 袁淑杰, 谷晓平, 缪启龙, 等, 2010. 贵州高原复杂地形下月平均日最低气温分布式模拟研究[J]. *高原气象*, 29(2):384-391. Yuan S J, Gu X P, Miao Q L, et al, 2010. Distributed simulation of monthly mean daily minimum temperature in complex terrains of Guizhou Plateau[J]. *Plateau Meteor*, 29(2):384-391(in Chinese).
- 章翠红, 夏茹娣, 王咏青, 2018. 地形、冷池出流和暖湿空气相互作用造成北京一次局地强降水的观测分析[J]. *大气科学学报*, 41(2):207-219. Zhang C H, Xia R D, Wang Y Q, 2018. Observational analysis of a local heavy rainfall in Beijing caused by terrain, cold pool outflow and warm moist air interactions[J]. *Trans Atmos Sci*, 41(2):207-219(in Chinese).
- 赵滨, 张博, 2018. 一种 2 m 温度误差订正方法在复杂地形区数值预报中的应用[J]. *大气科学学报*, 41(5):657-667. Zhao B, Zhang B, 2018. Application of a bias correction scheme for 2-meter temperature levels over complex terrain[J]. *Trans Atmos Sci*, 41(5):657-667(in Chinese).
- 郑启康, 王元, 伍荣生, 2007. 地形和湍流交换非均匀对边界层 Ekman 抽吸的影响[J]. *南京大学学报(自然科学)*, 43(6):589-596. Zheng Q K, Wang Y, Wu R S, 2007. The effect of inhomogeneous terrain and eddy diffusivity on Ekman pumping in the planetary boundary layer[J]. *J Nanjing University(Natural Sciences)*, 43(6):589-596(in Chinese).
- 周昆, 陈兴超, 王东勇, 等, 2016. 2014 年淮河流域一次飑线过程的结构及环境分析[J]. *暴雨灾害*, 35(1):69-75. Zhou K, Chen X C, Wang D Y, et al, 2016. Analysis of the structure and environment of a squall line in Huaihe River Basin in 2014[J]. *Torr Rain Dis*, 35(1):69-75(in Chinese).
- Arduini G, Chemel C, Staquet C, 2020. Local and non-local controls on a persistent cold-air pool in the Arve River Valley[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 146(731):2497-2521.
- Arduini G, Staquet C, Chemel C, 2016. Interactions between the nighttime valley-wind system and a developing cold-air pool[J]. *Bound-Layer Meteor*, 161(1):49-72.
- Billings B J, Grubišić V, Borys R D, 2006. Maintenance of a mountain valley cold pool: a numerical study[J]. *Mon Wea Rev*, 134(8):2266-2278.
- Burns P, Chemel C, 2015. Interactions between downslope flows and a developing cold-air pool[J]. *Bound-Layer Meteor*, 154(1):57-80.
- Dorninger M, Whiteman C D, Bica B, et al, 2011. Meteorological events affecting cold-air pools in a small basin[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 50(11):2223-2234.
- Kiefer M T, Zhong S, 2011. An idealized modeling study of nocturnal cooling processes inside a small enclosed basin[J]. *J Geophys Res Atmos*, 116(D20):D20127.
- Reeves H D, Stensrud D J, 2009. Synoptic-scale flow and valley cold pool evolution in the western United States[J]. *Wea Forecasting*, 24(6):1625-1643.
- Smith S A, Brown A R, Vosper S B, et al, 2010. Observations and simulations of cold air pooling in valleys[J]. *Bound-Layer Meteor*, 134(1):85-108.
- Wei L B, Pu Z X, Wang S G, 2013. Numerical simulation of the life cycle of a persistent wintertime inversion over Salt Lake City[J]. *Bound-Layer Meteor*, 148(2):399-418.
- Whiteman C D, 1982. Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part I. observations[J]. *J Appl Meteor*, 21, 270-289.
- Whiteman C D, 1990. Observations of thermally developed wind systems in mountainous terrain[M]//Banta R M, Berri G, Blumen W, et al. *Atmospheric Processes over Complex Terrain*. Boston: Springer:5-42.
- Whiteman C D, Zhong S, Shaw W J, et al, 2001. Cold pools in the Columbia Basin[J]. *Wea Forecasting*, 16(4):432-447.
- Zhao S P, Yu Y, Qin D H, 2018. From highly polluted inland city of China to “Lanzhou Blue”: the air-pollution characteristics[J]. *Sci Cold Arid Reg*, 10(1):12-26.
- Zhong S Y, Whiteman C D, Bian X D, et al, 2001. Meteorological processes affecting the evolution of a wintertime cold air pool in the Columbia Basin[J]. *Mon Wea Rev*, 129(10):2600-2613.

(本文责编:俞卫平 王婷波)